

La Transgresión Flandriense a través de los foraminíferos bentónicos del Mar Balear

Guillem MATEU, María José VIÑALS, Manuela MOREIRO y Guillem NADAL

SHNB



SOCIETAT D'HISTÒRIA
NATURAL DE LES BALEARS

Mateu, G., Viñals, M.J., Moreiro, M. y Nadal, G. 2001. La Transgresión Flandriense a través de los foraminíferos bentónicos del Mar Balear. In: Pons, G.X. i Guijarro, J.A. (Eds.): *El canvi climàtic: passat, present i futur*. Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 9: 13-31. ISBN: 84-87818-34-X. Palma de Mallorca.

El presente trabajo intenta demostrar la importancia de los foraminíferos bentónicos como indicadores de la evolución de los ecosistemas mixtos, marino continentales, como s'Albufera de Alcudia (Mallorca - España), cuya secuencia holocénica, del perfil transversal Gesa IV, ofrece el Óptimo Climático Flandriense, con la implantación de una biocenosis microfaunística, de características infralitorales. El análisis sedimentológico y micropaleontológico apoyado en dataciones absolutas por el método de C^{14} , permite visualizar el proceso transgresivo flandriense que desde los 7385 ± 230 a. BP hasta, aproximadamente, los 6500 a. BP sufre los siguientes estadios: 1) Disminución de un ecosistema parálico, oligoespecífico y dotado de un cierto indigenismo micropaleontológico; 2) Sustitución paulatina de tales especies de características parálicas y eurihalinas por otras estenohalinas y fitófilas (posidonias, algas, etc.) que van en aumento a medida que avanza la Transgresión Flandriense y 3) Alimentación biogénica de una litofacies flandriense, que va de calcarenitas a arenas más o menos finas, por ecosistemas infralitorales pluriespecíficos sobre niveles paleoholocénicos limosos y turbosos muy pobres en especies.

Palabras clave: Transgresión Flandriense, Foraminíferos bentónicos, Óptimo Holoceno, Mar Balear.

THE FLANDRIEN TRANSGRESSION ACROSS THE BENTHIC FORAMINIFERA OF THE BALEARIC SEA. In the present study we point out the benthic Foraminifera as indicators of the marine-continental ecosystem evolution, as in s'Albufera of Alcudia (Island of Majorca, Western Mediterranean). The holocene sequence shows a Flandriense optimum, coincident with the "Highstand System Tract" of Flandrien transgressive maximum 6500 y. BP, that locally allowed the implantation of an infralittoral character microfaunistic biocenosis. The sedimentological and micropaleontological analysis, backed by absolute C^{14} datations allows us to see the Flandrien transgressive process, that from 7385 ± 230 to near 6500 y. BP of the mesoholocene climatic optimum goes through the following stages: 1) Decrease of the oligospecific paralic ecosystem with a micropaleontologic indigenism. 2) Slow replacement of the euryhaline paralic species by more stenohaline and photophyllic ones (*Posidonia*, algae, etc.) that increases their diversity as the Flandrien Transgression advances and 3) biogenic formation of a litofacies that goes from calcarenites to more or less fine sand in

plurispesific infralitoral ecosystems originated. Paleoholocene lagoon levels of organic and muddy characteristics are in the base of the transgression.

Keywords: *Flandrien Transgression, benthic Foraminifera, Holocene optimum, Balearic Sea.*

LA TRANSGRESSIÓ DEL FLANDRIÀ A TRAVÉS DELS FORAMINÍFERS BENTÒNICS DE LA MAR BALEAR. En el present estudi s'intenta demostrar la importància dels foraminífers bentònics com a indicadors de l'evolució dels ecosistemes mixtes o marino-continental, com s'Albufera d'Alcúdia (Illes Balears). La seqüència holocènica del perfil transversal Gesa IV en el sondeig 39, ens ofereix l'Òptim Climàtic Flandrià, amb la implantació d'una biocenosi de foraminífers bentònics de característiques infralitorals. L'anàlisi sedimentològica i micropaleontològica, recolzada en datacions absolutes de ^{14}C , ens permeten visualitzar el procés transgressiu flandrià que, des 7385 ± 230 a. BP fins aproximadament els 6500 a. BP, ofereix els següents estadis: 1) Disminució de l'ecosistema paràlic, oligoespecífic i amb un cert indigenisme micropaleontològic; 2) Suplantació de les espècies eurihalines i paràliques per altres estenohalines, fitòfiles i psàmiques que van augmentant a mesura que avança la transgressió flandriana fins el seu òptim d'uns 6500 a. BP; 3) Alimentació biogènica d'una litofàcies flandriana, que va de calcarenites a arenes més o menys fines, per l'ecosistema infralitoral plurispesific, damunt nivells paleoholocènics llimosos i turbosos, molt pobres en espècies, de l'antiga albufera.

Paraules clau: *Transgressió del Flandrià, foraminífers bentònics, òptim Holocè, Mar Balear.*

Guillem MATEU, Manuela MOREIRO y Guillem NADAL: *Laboratori de Micropaleontologia - Edifici Guillem Colom, Universitat Illes Balears; Maria José VIÑALS, Departamento de Ingeniería cartográfica, Geodesia y Fotogrametría, Universidad Politécnica de Valencia*

Introducción

Como complemento a la publicación de Viñals y Mateu (2000) sobre la secuencia holocénica en 6 sondeos de la Albufera de Alcúdia ofrecemos esta nota, basados sobre todo en el sondeo 39-GESA IV (Figs. 1 y 2), de unos 15 m de longitud y que, de base a techo, nos permite superponer 10 niveles sedimentarios pleisto-holocénicos (Fig. 4), cuya micropaleontología de 5 de ellos ofrece notable información para interpretar como evolucionaron las biocenosis parállicas al ser reemplazadas por especies netamente marinas durante la Transgresión Flandriense (Figs. 5 y 6). Los depósitos sedimentarios, causados por ascenso del nivel marino, ofrecen secuencias verticales que implican una evolución hacia tierra de la playa, formando barreras y lagoons de carácter proximal, es decir, sin que haya

una separación drástica con el medio marino. Los factores climáticos son de suma importancia en las variaciones del nivel marino, de ahí la necesidad de estudiar el contenido microfaunístico (foraminíferos, ostrácodos, etc.) y polínico, así como hacer el análisis sistemático y ecofenotípico de las especies, subespecies y variedades, cuya plasticidad de formas, nivel de biomineralización, tamaño, etc. refleja, sobre todo, en foraminíferos y ostrácodos, el grado de incidencia marina sobre el ecosistema parálico, generalmente más oligoespecífico que el anterior.

Dentro de los cambios eustáticos y climáticos del Cuaternario (Zazo y Goy, 2000) el elemento micropaleontológico permite definir mejor como van integrándose los conceptos de sucesión ecológica y de evolución

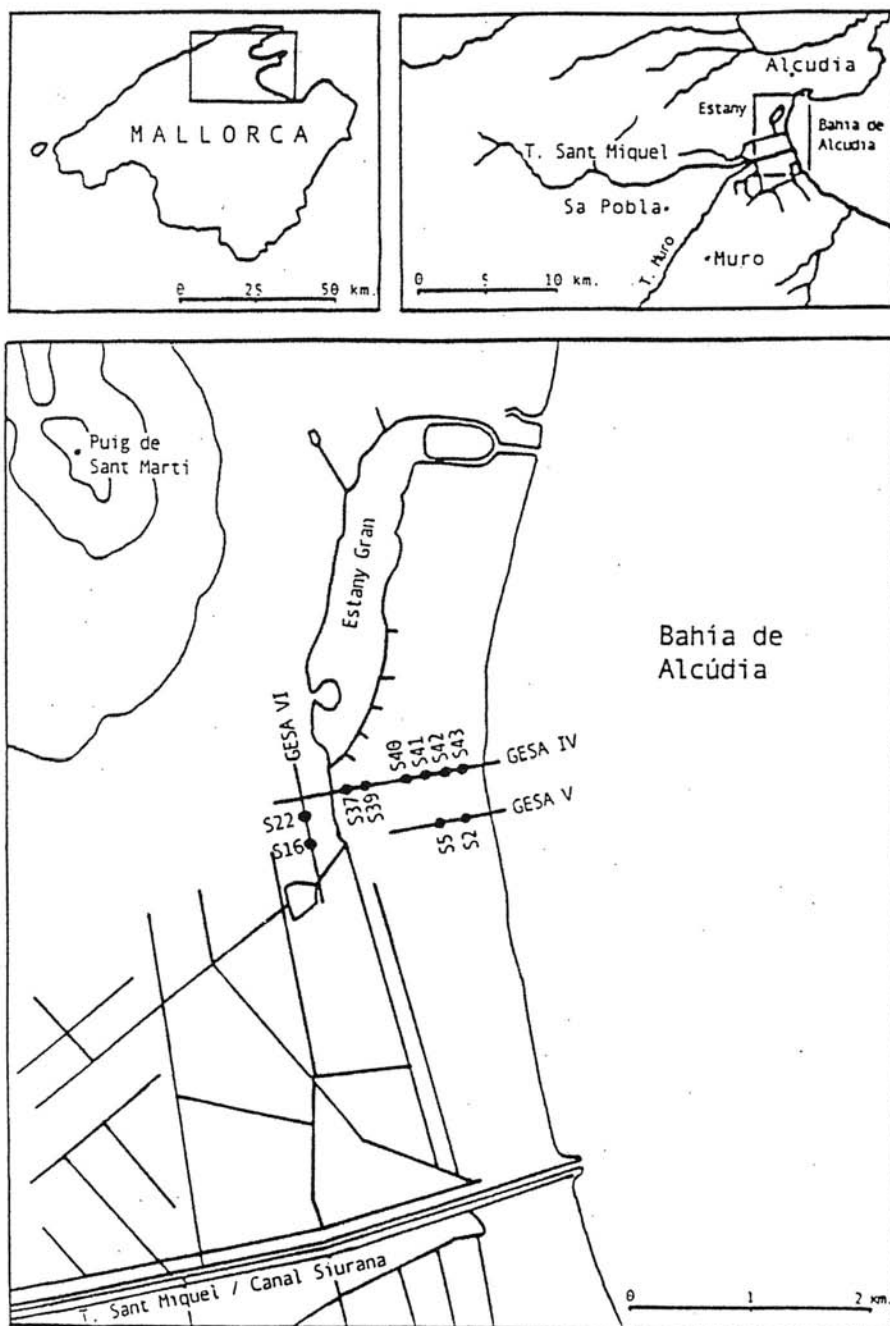


Fig. 1 Mapa de localización del Sondeo 39 dentro del perfil Gesa IV de la Albufera de Alcúdia.

Fig. 1. Map showing the location of Sounding 39 in the Gesa IV profile of the Albufera de Alcúdia.

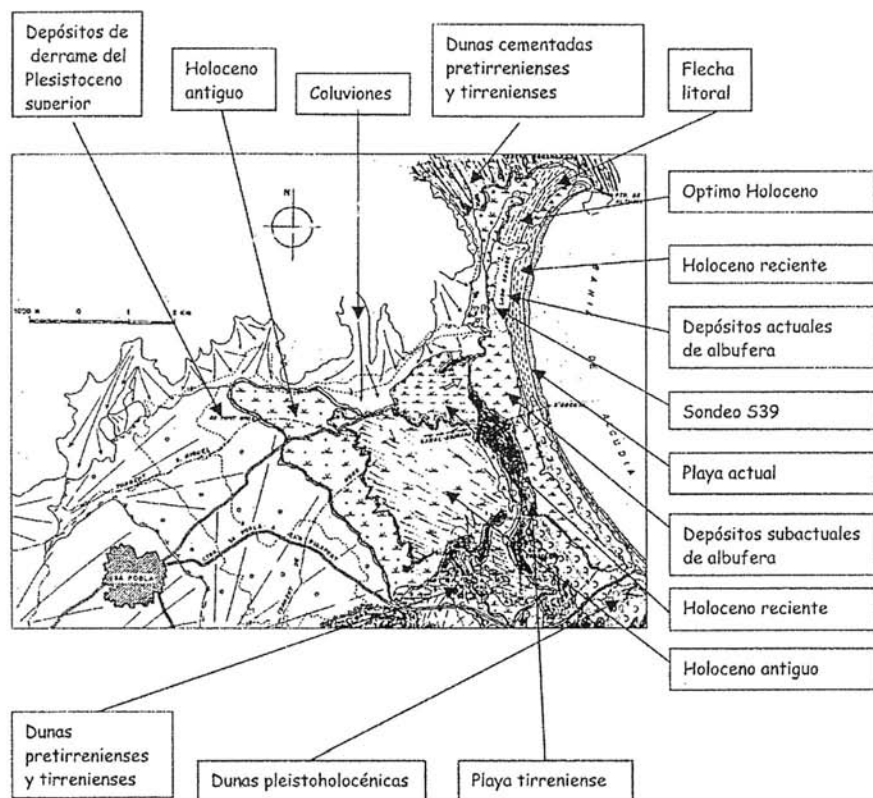


Fig. 2. Principales formaciones de playas, dunas, restingas, coluviones, etc. del Pleistoceno y Holoceno de la Albufera de Alcudia (tomado de Goy et al., 1994, modificado).

Fig. 2. Main formations of beaches, dunes, sandbars, colluvial deposits, etc., of the Pleistocene and Holocene of the Albufera de Alcudia (taken from Goy et al., 1994, modified).

biocenótica en un ecosistema local como el de la Albufera que desde humedal preflandriense de 7385 ± 230 a. BP, oligoespecífico y eurihalino pasa por una colonización marino-transgresiva, de origen infralitoral y de preponderancia estenohalina, propia de praderas de posidonia y de otros biotopos epífitos, sármicos y nerítico-costeros (Figs. 5 y 6). Las secuencias verticales de facies de zonas litorales sujetas a procesos alternativos de alto (*highstands*) y bajo (*lowstands*) nivel marino, son de sumo interés para seguir la variación de la línea de costa de características eustáti-

cas, es decir, no "globales" sino "regionales". Lo que, en las Islas Baleares, dentro de la mitad occidental del Mediterráneo, que es caja de resonancia de la meteorología y oceanografía atlánticas, acusa directamente las glaciaciones y deglaciaciones polares y a la vez sirve de regulador eustático de nuestro mar continentalizado y supeditado también al glaciario alpino. De ahí que en el análisis microfaunístico de foraminíferos bentónicos no podamos prescindir de otros elementos de información malacológica y palinológica que tanto ayudan a situar las facies sedimentarias

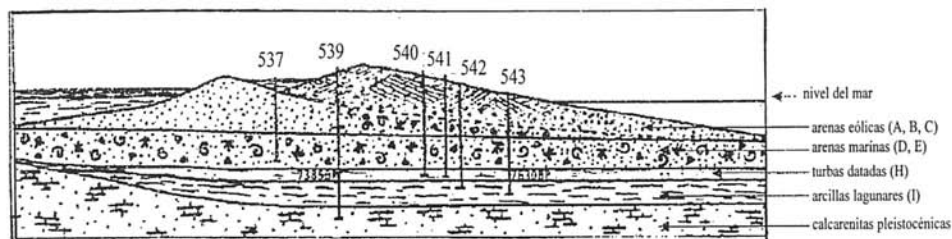


Fig. 3. Perfil transversal GESA-IV con el S39 que asciende desde las calcarenitas basales pleistocénicas con litóforos atravesando limos y turbas paleoholocenas de la albufera preflandriense siguiendo las calcarenitas y arenas finas biogénicas flandrienses y recubiertas por dunas eólicas del Holoceno reciente (según Viñals y Mateu, 1999).

Fig. 3. GESA-IV cross-profile with the S39 ascending from the basal pleistocenic calcarenites with lithophages across the paleo-holocenic slimes and rabbles of the large pre-Flandrien coastal lagoon, to the Flandrien calcarenites and thin layers of biogenic sands covered by wind dunes of recent Holocene age (according to Viñals and Mateu, 1999).

en el contexto climatológico, reflejado en los flujos orgánicos continentales y en los cuerpos deposicionales parálidos y marinos.

Algunos rasgos geomorfológicos y sedimentarios del área estudiada

La Albufera de Alcudia es la mayor zona húmeda de la Isla de Mallorca (Baleares), con una extensión actual de 2500 ha, situada en la más oriental de las tres cubetas (Palma, Inca y Muro-Sa Pobla) que, en forma de *grabens*, constituían aquel antiguo canal mio-pliocénico, enmarcado por la Serra de Tramuntana y la Serra de Llevant, cuyo conjunto de *horsts* definían un brazo de mar, hoy colmatado, que unía la antigua Bahía de Palma con las de Alcudia-Pollença. La naturaleza finimiocénica, pliocénica y cuaternaria del sondeo 31, de unos 400 m de potencia realizado en la cubeta de Muro-Sa Pobla (Colom, 1985; Mateu, 1982) y más concretamente en el área contigua al sondeo S-39-Gesa del presente estudio, nos da pie para destacar que la cuenca neógeno-cuaternaria de la Albufera ha ido desarrollando un proceso acrecionario dependiente del grado de subsidencia, de la tasa de sedimentación y del ascenso del nivel

marino (Viñals y Mateu, 1999) en consonancia con la secuencia de biofacies descritas con criterios micropaleontológicos y teniendo en cuenta el encuadramiento geológico y la evolución estructural de la zona a través de la orogénesis alpina (Fornós, 1995). Como laguna litoral situada a unos 1,5 m por encima del nivel marino, la Albufera ha ido creciendo en extensión (progradación) y en potencia o agradación de sedimentos, teniendo en cuenta que en estos últimos 5 millones de años la tasa de sedimentación o relleno del antiguo *graben* habría oscilado alrededor de los 3,7cm/1000 años, habida cuenta del nivel de la primera aparición origopliocénica de *Globorotalia margaritae* y demás especies planctónicas origoatlánticas y postevaporíticas que aparecen a nivel de los 187 m de profundidad, en el sondeo 31 (Mateu, 1982). Tal tasa de sedimentación, situada entre los 2,9 y los 10,5cm/1000 años, típicas del Mediterráneo (Cita *et al.*, 1978), a más de las posibles lagunas sedimentarias del registro micropaleontológico, no puede homologarse con las presentes tasas de sedimentación de la Transgresión Flandriense en base a la secuencia holocénica (S39), de calcarenitas, arcillas lagunares, turbas, arenas marinas y arenas eólicas (Figs. 3, 4 y 5). Superposición de materiales tan diversos y acumulados por causas tan distintas que van

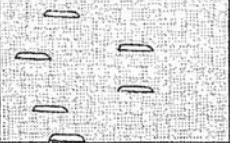

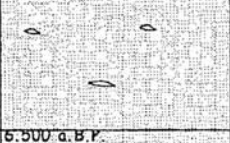






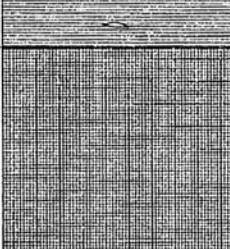
Nivel	Metros	Sondeo 39	Descripción
A	1		arenas blancas conchíferas lentejones limosos terrigenos
	2		
B	3		arenas blancas conchíferas restos de posidonia
	4		
C	5		arenas blancas finas conchíferas con arenas gruesas rodadas de caliza negra
	6		
D	7		arenas finas biogénicas óptimo flandriense
	8		
E	9		calcarenitas alimentadas por tafonomía infralitoral
	10		
F	11		limos orgánicos grises
G	12		limos orgánicos grises
H	13		turba con- malocofauna paleo-holocénica
I	14		sedimentos lagunares con limos orgánicos
J			calcarenitas pleistocénicas con litófagos

Fig. 4. Sondeo S 39 Gesa IV con niveles y descripción de materiales litológicos.

Fig. 4. Sounding 39 Gesa IV with levels and descriptions of lithological materials.

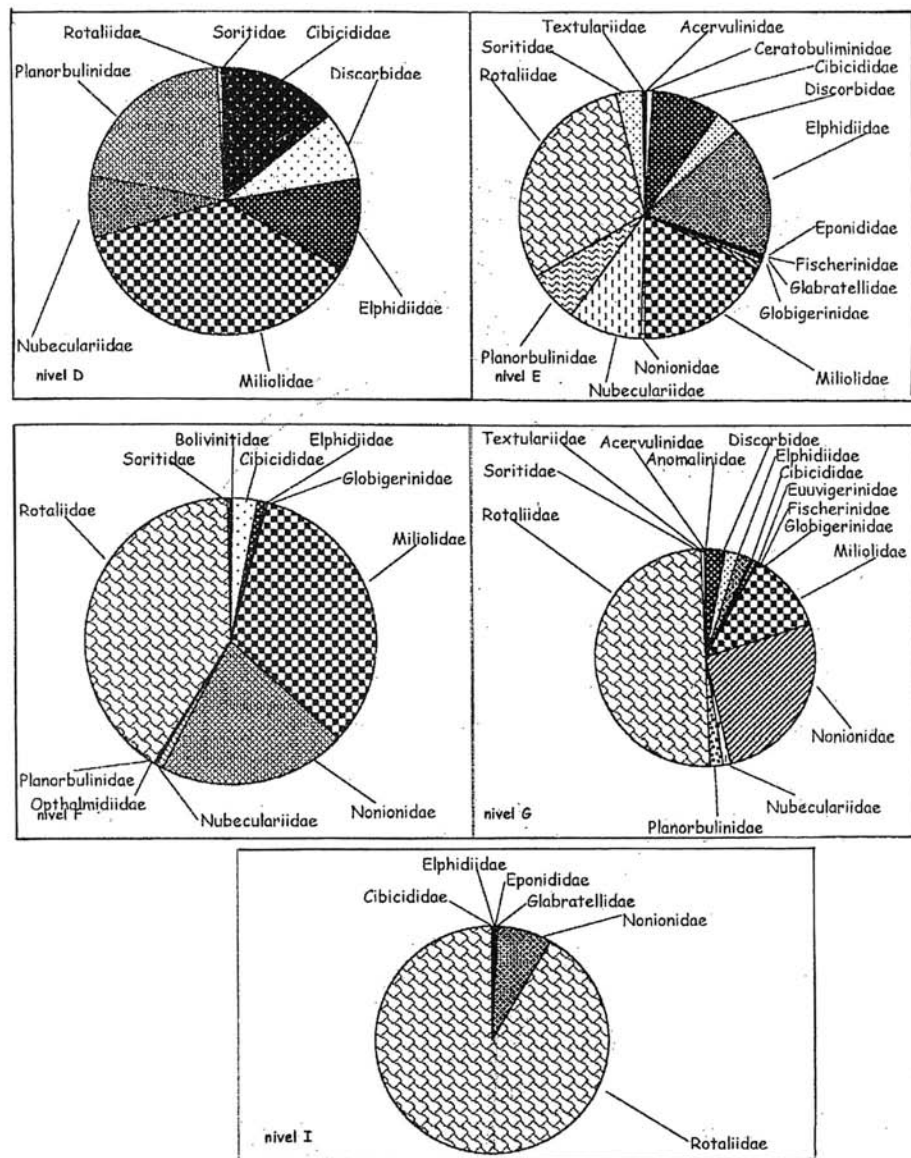


Fig. 5. Biofacies de foraminíferos bentónicos desde un ecosistema parálico (Nivel I) hasta infralitoral (Nivel D), exponente micropaleontológico de la Transgresión Flandriense.

Fig. 5. Biofacies of benthic foraminifers from a paralic ecosystem (level I) up to infralittoral (level D), micropaleontological exponent of the Flandrian transgression.

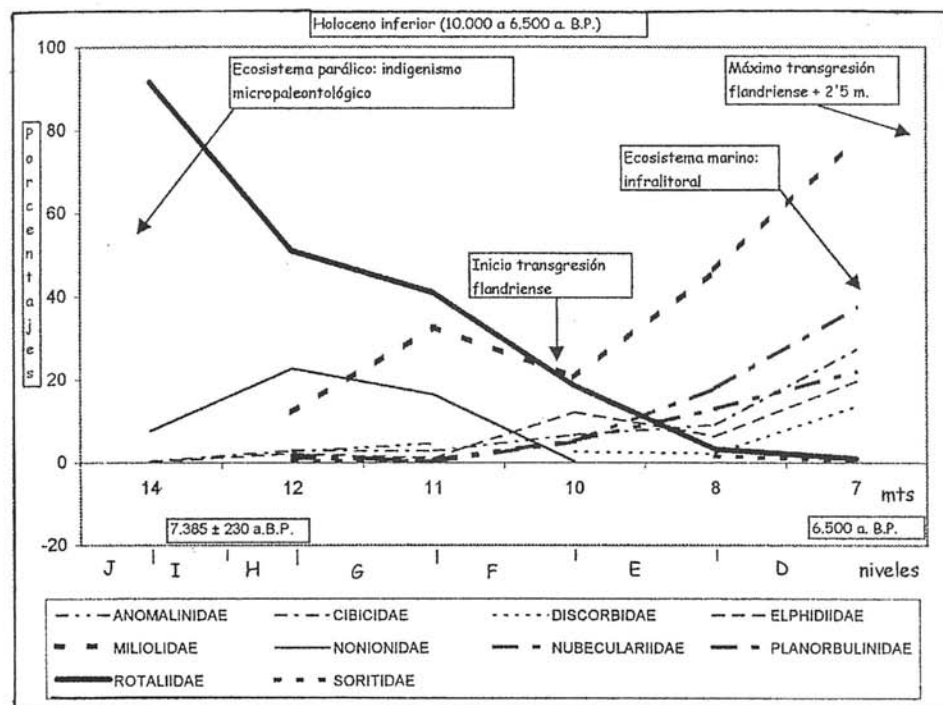


Fig. 6. Suplantación del ecosistema parálico supralitoral por el ecosistema marino infralitoral durante el máximo de la Transgresión Flandriense.

Fig. 6. Replacement of the supralittoral paralic ecosystem with the infralittoral marine ecosystem during the maximum of the Flandrien transgression.

de los abanicos aluviales continentales al abastecimiento de arenas biogénicas infralitorales, pasando por la deposición eólica dunar, más o menos azoica y que caracteriza la cobertura subaérea y supralitoral del área en estudio. Acción continuada de transporte y colmatación, con aportes tributarios de la cuenca nororiental de Mallorca, sobre todo de los torrentes de San Miquel y de Muro y de forma especial de las surgencias de aguas subterráneas que ascienden del acuífero de Sa Pobla (Custodio *et al.*, 1992) (Figs. 1 y 2).

Análisis micropaleontológico e interpretación biocenótica y paleoclimática del sondeo 39 GESA IV

De base a techo, el Sondeo 39 GESA IV ofrece los siguientes niveles (Figs. 3, 4 y 5):

NIVEL I (de -14 m a -13 m). Este nivel descansa sobre calcarenitas relativamente azoicas y algo alteradas por litófagos o excavadores de sedimentos (*individuals burrows*), propios del Pleistoceno superior, aunque ya empiezan a ofrecer características origoholocénicas propias de migración de playa sobre depósitos lagunares que contienen limos orgánicos grises con malacofauna bien con-

servada (*Cerastoderma glaucum*), abundantes ostrácodos (*Cyprideis torosa*), con cierta ornamentación, restos vegetales y sobre todo una notable representación microfaunística de foraminíferos bentónicos (Fig. 5), con una casi total ausencia de formas exóticas. Estas quedan suplantadas por el indigenismo, la oligoespecificidad y la hipohalinidad de este ecosistema parálico donde hay aproximadamente un 90% de Rotaliidae (*Ammonia beccarii beccarii*, *A. beccarii inflata*, *A. beccarii tepida*) junto con un 20% de Nonionidae (*Haynesina depressula*, *H. germanica*, *Melonis barleeanum*, etc.) y Elphidiidae (*E. complanatum*), además de unos pocos individuos exógenos (*Lobatula lobatula*, *C. refulgens*, etc.). Se trata de una biofacies propia de un ecosistema lagunar autóctono, con biocenosis afines a las rías y estuarios noribéricos (Cearreta, 1988a; 1988b; 1989; 1992), a medios parálicos del Levante peninsular (Usera y Mateu, 1995), a las biofacies tipo 5º de Williams (1994) de los estuarios y marismas del Golfo de México, con su *Intertidal benthic foraminifera biofacies*. Sin que esta distribución biogeográfica suponga la extrapolación cosmopolita de tales comunidades eurihalinas de marismas y lagunas litorales, ya que en el Mediterráneo si la sincronía biotópica de *Ammonia* y *Haynesina* suele indicar incursiones marinas en marismas y marjales, en Nueva Zelanda, por ejemplo, son *Ammonia beccarii* y *Miliammina fusca* (AM association) las que indican tal característica parálica (Hayward y Hollis, 1994) y *Ammonia parkinsoniana* y *Ammotium salsum* los que realizan idéntica función en lagunas y ciénagas litorales del Caribe (Mateu, 1991) y de Brasil (Debenay, 2000).

Del nivel I (Figs. 3, 4 y 5) hemos estudiado 621 individuos pertenecientes a 6 familias, de las que una sola (Rotaliidae), con *Ammonia beccarii*, contiene casi el 90% de individuos, con un 60% de formas levógiras y un 40% de formas dextrógiras. Con tendencia a la oligoespecificidad, tan propia de medios supratidales, esporádicamente comunicados con el mar y que, en nuestro caso, sirve de

base a un proceso de deteriorización climática inferoholocénica, de carácter regresivo, con respuesta parálica en el Mediterráneo occidental, mientras en el oriental se expresa con ciertos *inputs* de foraminíferos fríos (*Neogloboquadrina pachyderma*), indicadores planctónicos del enfriamiento de aguas profundas (De Rijk, Haynes y Rohling, 1999). Episodio difícil de compaginar con el nivel sapropélico S1. de 9000 a 6000 a. BP (Cacho et al., 1999), que es el más moderno del Mediterráneo, datado por Stanley (1978) entre 9000 y 7000 a. BP en el Mar Jónico y que coincide con la "moderna" estabilización del régimen antiestuarino atlantomediterráneo de Gibraltar.

A nivel local, la biofacies bentónica, parálica y paleoholocénica del Nivel I, descansa sobre materiales finipleistocénicos supeditados a aquel flujo hacia el Mediterráneo de aguas atlánticas, superficiales y acrecentadas por disolución masiva de icebergs en el Atlántico Norte (Bond et al., 1992; Baas et al., 1997). Su registro sedimentario son los hoy tan estudiados *Heinrich layers* (H.L.), con sus *Ice-raft detritus* (IRD), cargados de formas planctónicas polares (*Neogloboquadrina pachyderma* f. *sinistrorsa*) (Grousset et al., 1993), relacionados con el bloqueo septentrional de la hidrodinámica anticiclónica del Atlántico Norte (Andrews et al., 1998; Kristensen et al., 1998; Lezine y Denèfle, 1997, etc.) y de su actual circulación termohalina (Berger y Wefer, 1996) y cuya incidencia en el Mediterráneo se registra en las paleotemperaturas (SST) del mar de Alborán (Cacho et al., 1999) y en las biofacies finipleistocénicas del mar provenzal catalano-balear (Mateu, 1998).

Los materiales paleoholocénicos, anteriores al nivel turboso H datado en 7385 ± 230 a. BP, coinciden con el nivel sapropélico S1 en que hubo una notable sedimentación orgánica de origen mesoepipelágico interglaciario, abundante en cocolitofóridos (*Hemilania huxleyi*, *Gephyrocapsa oceanica*, *Syracosphaera pulchra*, etc.) (Flores et al., 1997) y foraminíferos planctónicos templado-cálidos (*Globorotalia inflata* f. *levógira*, *G. truncatu-*

linoides f. *levógira*, *Globigerinoides ruber*, etc.)

Si en la Última Gran Glaciación (U.G.G.) (18000 a.-14500 a. BP) el clima fue frío y seco (Zazo et al., 1996; Myers et al., 1998, etc.) es a partir de los 9000 a. BP, iniciado ya el Holoceno en que se nos va tornando cada vez más cálido y húmedo. Sobre todo a nivel de los 6500 a. BP del Máximo Flandriense, con las descargas del Nilo y las deglaciaciones, polar y alpina, que aportaron nuevas aguas a un Mediterráneo inferoholocénico (Rossignol-Strick, 1999) cuya evolución climática óptima era más húmeda y cálida que la actual (Zazo et al., 1996; Mateu, 1998) y que, en nuestro sondeo, correspondería al máximo transgresivo flandriense de los 6500 a los 6000 a. BP, dentro del Estadio Isotópico 1 de Emiliani (1955) y de Shackleton y Opdyke (1973).

NIVEL H. Materiales turbosos, datados en 7385 ± 230 a. BP.

En pleno Holoceno inferior (10000 a 6500 a. BP) unos nuevos procesos parálcos y aluviales perimediterráneos (Hernández Molina et al., 1994) llevan a ecosistemas hídrico-continentales, con comunicación restringida con el mar y favorables a la formación de niveles turbosos como estos del Sondeo 39-GESA-IV de Alcudia (Figs. 3, 4 y 6). Micropaleontológicamente pobres en especies, pero con una malacofauna bien conservada. Elementos negruzcos, turbolimosos, de aguas de escasa salinidad y en un clima más húmedo que el actual (Zazo et al., 1996). Turbas de marisma o "peats-marsch", típicas del post-lagoon de los complejos parálco-marinos holocénicos (Demarest y Kraff, 1987; Seibold y Berger, 1993). Con más aportes aluviales que influencia marina, obedecería a episodios puntuales y locales donde la oligoespecificidad de foraminíferos bentónicos acusaría la depleción de oxígeno en áreas de gran productividad orgánica, propia de turberas y otras áreas como mudflats, marjales, manglares, etc. (Sen Gupta et al., 1993; Mateu, 1991). La hipoxia de tales aguas someras favorece la dominancia de *Ammonia*

beccarii, *Haynesina depressula*, y de otras formas indígenas de zonas deficientes en drenaje, cubiertas de cierta vegetación y rodeadas de arbustos con raíces más o menos subaéreas. Su microfauna bentónica de foraminíferos calcáreo-perforados de la familia Rotaliidae (*Ammonia*), y Nonionidae (*Haynesina*), etc., ofrece un extraordinario ecofenotipismo que analizado por secuencias DNA-ribosomales (Holzmann et al., 1998; Pawlowsky et al., 1994, etc.) no hace más que confirmar la taxonomía tradicional donde el abanico morfológico se extiende desde formas lobuladas y con menor número de cámaras como *Ammonia tepida* que indica aguas salobres, hasta las formas plano-convexas, más calcificadas y con suturas más salientes y radiales al botón umbilical, propias de estuarios y bahías como *Ammonia parkinsoniana* (d'Orb.), tan bien estudiada por Pòag (1978) en los estuarios del Golfo de Florida. Sin olvidar que Tufescu (1974) ya había descrito 14 especies y 19 variedades de *Ammonia beccarii* (L.) del área póntica (Mar Negro) y que los nuevos estudios etológicos y biogeográficos de Langer (1993) reconocen tendencias epífitas a *A. beccarii* y endo o epipélcas a *A. tepida*, siendo los primeros los más abundantes en nuestro ecosistema parálco balear de la Albufera de Alcudia.

NIVEL G. En el nivel preturboso (I), (Fig. 4) los foraminíferos solo alcanzaban 6 familias (Fig. 5). Aquí, en el posturboso (G) formado por limos orgánicos grises que recubren la turba del nivel H, ya se ha aumentado la biodiversidad hasta 15 familias y se ha reducido a un 75% el número de formas indígenas eurihalinas de Rotaliidae (*Ammonia*) y Nonionidae (*Haynesina*), suplantadas por Miliolidae o Hauerinidae y sobre todo por aquellas especies (*Melonis pompilioides*, *Miliolinella suborbicularis*, *Elphidium complanatum*, etc.) que se adaptan del medio infralitoral al ecosistema parálco de los costal marsh, siguiendo las estrategias litosomáticas, de los procesos transgresivos descritos por Demarest y Kraft (1987). Aquí, según las Figs. 5 y 6 se mantiene contacto directo de

comunidades eurihalinas y estenohalinas con un máximo preflandriense de Nonionidae, al que sigue la colonización de Miliolidae (Hauerinidae), de origen sobre todo rizomático-posidonícola, que avanza en el Máximo Transgresivo Holocénico hacia el "highstands" o "alto nivel marino" de unos 2 m sobre el nivel 0 del mar actual. Todo esto hace unos 6500 años cuando la biocenosis parállica de Rotalidae, Nonionidae y Elphidiidae, alcanzó su lenta suplantación por otra de características marino-infralitorales formada, de más a menos, por Miliolidae, Cibicidae, Nubeculariidae, Discorbidae y Planorbuliniidae. Es decir, que el antiguo ecosistema hipohalino preturboso y turboso de los niveles I y H, con elementos calcareníticos de playa, por rotura de restinga y avance del mar sobre la Isla, permitió una colonización paulatina de formas exóticas como *Massilina secans*, *Miliolinella suborbicularis*, *Elphidium crispum*, *Triloculina oblonga*, *Quinqueloculina berthelotiana*, *Lobatula lobatula*, etc. O sea que a través de este sondeo de 14 m vemos la evolución biocenótica y la sucesión ecológica de un ecosistema que de parállico-marino pasa a marino-parállico, sin solución de continuidad. Con la suplantación de especies y aumento progresivo de biodiversidad en aquel vaivén transgresivo-regresivo de la línea de costa avanzando hacia aquel "Highstand System Tract", detectado en las costas peninsulares (Fernández-Molina *et al.*, 1994), coetáneo del "Holocene prograding body P4" del máximo transgresivo flandriense (Zazo *et al.*, 1996) que en este sondeo 39 corresponde al Nivel D, como atestiguan sus foraminíferos bentónicos.

NIVEL F. (de -11 a -10 m). Formado por limos orgánicos grises y con una biodiversidad algo inferior a la anterior, pero con mayor presencia de Miliolidae (Hauerinidae), lo que demuestra un afianzamiento del ecosistema posidonícola.

NIVEL E. (de -10 m a -8 m). Litofacies de arenas grises y heterogéneas, procedentes de calcarenitas erosionadas, con bioclastos y

microfauna (foraminíferos, ostrácodos, etc.) más o menos reabajados. Parecen originarios de antigua playa muy batida por el oleaje y alimentada por procesos tafonómicos infralitorales. La biodiversidad de foraminíferos alcanza unas 46 especies y 16 familias (Fig. 5), frente a las 13 especies y 6 familias del nivel I de sedimentología preturbosa. En este nivel E se aprecia el lento avance del ecosistema infralitoral sobre medio parállico, con el reemplazo de Rotaliidae (*Ammonia*) y Nonionidae (*Haynesina*) por Miliolidae, Planorbuliniidae y Cibicidae, además de otras familias que por su etología pertenecen a los morfotipos epífitos B y D de Langer (1993). O sea, formas móviles temporales (*Haynesina*) y móviles permanentes (Miliolidae) respectivamente, en biotopos de *Posidonia*, *Fucus*, *Halimeda*, *Pseudolithophillum*, *Halopteris* y otros vegetales infra-circalitorales que sirven de sustrato y área de reproducción de tales foraminíferos bentónicos. Además, la presencia escasa, aunque representativa, de Soritidae (*Peneroplis* y *Amphisorus*) nos indican biotopos cuya batimetría no suele sobrepasar los 50 m, afín a la nearshore sediment and flora de aguas claras y termófilas, con temperaturas entre 18 y 27° C y salinidades superiores a los 37‰ (Murray, 1973). El carácter endosimbionte de los Soritidae suele especializarse con determinado tipo de microalgas, como los *Amphisorus* con las Dinofíceas y los *Peneroplis* con las Rodofíceas y Clorofíceas (Hallock y Peebles, 1993; Reiss y Hottinger, 1984). Esto demuestra la gran analogía entre el desarrollo del coral hermatípico y el de los macroforaminíferos tropicales (Lee *et al.*, 1979) como estos Soritidae, conocidos en Mallorca desde el Oligoceno (Estampiense) (Colom, 1935) y cuya presencia en las formaciones arrecifales del Mioceno terminal balear evoca los actuales ecosistemas caribeños (Mateu, 1991). El enfriamiento de las glaciaciones plioleostocénicas obligó a los Soritidae a una adaptación climática en biotopos superficiales de la mitad sur de la Isla y en el litoral meridional mediterráneo, siguiendo la repoblación biológica pliocénica y postevaporítica (Mateu y Gazá, 1986), hasta los actuales tiempos holocénicos. En la actuali-

dad perviven aquí, sobre todo, *Peneroplis*, *Spirolina*, *Amphisorus* y *Dendritina* que se reproducen sobre sustrato epífito (*Posidonia*, *Cimodocea* y *Halimeda*), como también sobre sustrato arenoso. Precisamente, la colonización neógeno-cuaternaria de *Posidonia oceanica* en el Mediterráneo y de *Thalassia testudinum* caribeño-atlántica, ambas fanerógamas marinas, no puede desligarse de la evolución geotectónica y paleogeográfica en general, pero sobre todo del carácter fótico-simbionte y origoarrecifal de estos macroforaminíferos marginolitorales, como los Soritidae. Su sistemática está en revisión (Gudmundsson, 1994) y su presencia en este Nivel E (Figs. 3, 4, 5 y 6) corresponde a litofacies de playa de tipo calcarenítico, alimentada por biotopos ricos en foraminíferos infralitorales y ostrácodos eurihalinos como *Cyprideis torosa*, propios de lagunas salobres, supralitorales y proximales (Guillaume et al., 1985), con comunicación periódica con el mar y aportes efímeros de agua dulce, por su ausencia de moluscos (Hajjajji et al., 1998). Lo que supone cambios en la composición química de la laguna ya que el aumento de *Cyprideis torosa* va ligada al incremento de ClNa, mientras el aumento de bicarbonatos propicia el desarrollo de otras especies como *Ilyocypris bradyi* (Sars), ligada a la alternancia de salinidades. Como también la tasa de sedimentación anual o flujo sedimentario, si es débil favorece la asociación P-Mn y si es fuerte la de Al-Si, en la composición mineralógica de valvas de *Cyprideis torosa*, que suelen ser lisas y menos ornamentadas en aguas relativamente salinas (Gliozzie et al., 1998). También la granulometría del sedimento, si es gruesa favorece la biosíntesis de Ba, Mn y Si, sobre todo en áreas de cierto detritismo donde escasea el Ni, Pb, Bo, Cu y Fe, elementos más ligados a sustratos limosos y arcillosos (Bodergat, In: Oertli, 1985).

Falta por hacer un análisis geoquímico de los flujos sedimentarios de la Albufera a lo largo de los tiempos holocénicos, lo que excusa aquí el exceso de citas bibliográficas. Nosostros basándonos en precedentes trabajos más interiores de la Albufera (Colom, 1979; Mateu, 1982), vimos que los ostráco-

dos, como *Cyprideis torosa*, aparecían bien conservados, lisos y en posición vital, es decir con abundancia de valvas unidas lo que nos indica que la relación del humedal con el mar fue continua y tranquila en el Cuaternario Superior, tanto en los tiempos preflandrienses como postflandrienses. Aunque su abastecimiento hídrico fue principalmente continental, como lo confirman los torrentes de Muro y San Miquel y las surgencias ascendentes o "ullals" del acuífero de Sa Pobla (Custodio et al., 1993). La litología calcarenítica y de grano heterométrico, con bioclastos y foraminíferos y ostrácodos troceados y retrabajados, nos hacen pensar que el nivel E de unos 2 m de potencia, corresponde a barra o restinga, que en los inicios de la Transgresión Flandriense, serviría de contención entre el humedal y el mar, con acúmulos bioclásticos originados en ambas vertientes y con roturas de barra y pasos más o menos permanentes que, en principio, habrían colonizado el humedal de especies eurihalinas que, con el paulatino ascenso del nivel del mar flandriense, habrían llegado a formar un auténtico ecosistema marino de foraminíferos infralitorales, sobre la antigua barra del nivel E.

NIVEL D. (de -8 m a -6 m). Arenas finas y grises, con lentejones limosos y material biogénico rico en conchuela, briozoos, ostrácodos y sobre todo foraminíferos, cuyo análisis más detallado nos permite destacar que el Óptimo Flandriense en Alcudia queda caracterizado por 8 familias de foraminíferos bentónicos que corresponden al periodo comprendido entre 6500 y 6000 a. BP, en consonancia con el *Eustatic Maximum* de Hernández-Molina et al. (1994), del *Holocene Climatic Optimum* de Goy et al. (1997), de la "máxima inundación litoral" de Rey et al. (1999), del mínimo de terrígenos y máximo de carbonatos de Ericson (1965), dentro del Holoceno Medio, cálido, húmedo y lluvioso, con temperaturas sólo 2° C superiores a las actuales y con niveles eustáticos positivos de 2 a 4 m, sobre todo entre los 7000 y los 5000 a. BP y los 4000 y los 2000 a. BP (Pirazzoli, 1991). Todo esto dentro de las múltiples

oscilaciones climáticas holocénicas (Peeters *et al.*, 1999; Fairbridge, 1972) y de un paisaje perimediterráneo del *Quercus robur*; caducifolio (Dupré, 1995), con la AP taxa de *Quercus-Pinus* que va prevaleciendo sobre *Pinus-Quercus*, en el litoral peninsular (Carrión y Dupré, 1996) y la lenta estabilización de *Quercus ilex* en los Alpes marítimo franceses (Nicol-Pichard *et al.*, 1996). Mientras a partir de los 6000 a. BP hasta los 4000 a. BP, el clareado de bosque de *Quercus* en el Levante peninsular habría favorecido el desarrollo de *Pinus halepensis* y *Olea europea*, a la vez que la expansión del matorral con *Rosmarinus*, *Erica*, *Cistus*, *Pistacea*, etc. no habría hecho imposible la expansión de actividades agrícolas meso-neolíticas de *Hordeum vulgare*, *Triticum dicocum*, *Vicia fava*, etc. (Carrión y Dupré, 1996). Y todo esto, a falta de información palinológica insular, acaso ciertos estudios impublicados de palinólogos catalanes (Dr. R. Julià y equipo) del Mediterráneo catalano-balear, puede servirnos de puente entre el Continente y las Islas para la trilogía anemófila y de clima lluvioso de *Alnus-Corilus-Quercus* (Aliso-avellano-roble), coetánea del Óptimo Atlántico climático y mesoholocénico, cuyo máximo transgresivo marino de los 6500 a. BP, favoreció sobre la antigua Albufera un desarrollo microfaunístico de origen infralitoral, drásticamente reducido a medio parálico y oligoespecífico hacia los 4000 a. BP, cuando quedó casi paralizada la subida del nivel del mar (Zazo y Goy, 2000) y reducida después al nivel 0, obligando a las especies estenohalinas a integrarse en el ecosistema infralitoral actual (Mateu, 1970).

El Sondeo 39-Gesa IV, en este Nivel D, es claro exponente de un proceso de incremento de biodiversidad a partir de un ecosistema parálico y oligoespecífico, regulado por las fases del *higstand* de la Transgresión Flandriense que lo convierten en ecosistema netamente marino, al menos por 2000 años (Pirazzoli, 1991). El análisis taxonómico y ecológico de los foraminíferos bentónicos, a través del sondeo nos permite integrar la sucesión ecológica y la evolución biocenótica, sin que

tan corto espacio de tiempo, a escala paleontológica, posibilite percibir el gradual desarrollo evolutivo de las especies. En todo este proceso marino-parálico-continental, tiene que tenerse muy en cuenta el modelado de la franja litoral que siempre es el resultado de la erosión marina sobre las formaciones continentales. Con paleodunas, barras y restingas que aquí en el litoral de Alcudia y áreas adyacentes, van del Paleotirreniente al Holoceno reciente (Fig. 2), separando depósitos actuales y subactuales de albufera, de dominio parálico proximal. La migración de playa hacia tierra ha sido más o menos erosional en el *avant côte* o *shoreface* o fachada costera, desgastada por la mayor o menor energía del oleaje (Demarest *et al.*, 1987).

El paso de 13 a 49 especies de foraminíferos fítales y psámmicos a lo largo del sondeo nos da fe del carácter transgresivo de esta biofacies mesoholocénica, alimentada con casi un 50% de especies posidonícolas, un 25% procedentes de biotopos algales (*Fucus*, *Halimeda*, *Dasycladus*, etc.) y la otra cuarta parte de origen diverso (Langer, 1993). La naturaleza mineralógica del sondeo ha ido pasando de los "*terrigeneous muds*" y limos orgánicos y turbosos, ricos en malacofauna y pobres en foraminíferos a las áreas biogénicas, cuya máxima eclosión específica netamente infralitoral se alcanzó en este nivel D, coincidente con el máximo Transgresivo Flandriense, que estabilizó sobre la actual Albufera un ecosistema con 8 familias y 49 especies de foraminíferos, muy semejante al del infralitoral actual (Mateu, 1970; Mateu y Gazá, 1986; Abril, 1993; Moreira, 1993, etc.). Con exoesqueletos o caparazones que alimentan el *detrital sand* (*Quinqueloculina*, *Triloculina*, *Cibicides*, etc.) o los "*deep water muds*" (*Rosalina*, *Planorbulina*, *Massilina*, etc.) que suelen vivir en fondos que van de los 0 a los 40 m (Murray, 1973) y que indican que la sucesión ecológica flandriense ha desembocado en esta biocenosis infralitoral que alimenta "*post mortem*" las arenas finas, blancas y biogénicas de la Playa de Alcudia y en general del litoral sur de Mallorca.

Los niveles C, B y A (Figs. 3, 4 y 5) de los -6 a los 0 m del sondeo no ofrecen infor-

mación micropaleontológica suficiente, por la naturaleza retrabajada y relativamente azoica de las formaciones dunares. Arenas más o menos finas con restos de conchas, fragmentos de posidonia en cuyos niveles superiores se hacen presentes elementos terrígenos que cubren arenas eólicas dunares. Equivalen a los materiales ya descritos en los sondeos S37, S40, S41, S42 y S43 del mismo perfil Gesa IV (Viñals y Mateu, 1999).

Aquí hemos querido destacar la importancia del análisis micropaleontológico de los niveles I, H, G, F, E y D donde, a partir de la datación absoluta de los 7385 ± 230 a. BP se observa un paso gradual de una biocenosis parállica eurihalina y oligoespecífica de foraminíferos bentónicos de Albufera a otra más estenohalina, pluriespecífica e infralitoral que postula un "Highstand" equivalente al Óptimo Climático Flandriense, cuando el nivel del mar, por lo menos, subió 2 m por encima del nivel actual del Mediterráneo.

Importancia de los Foraminíferos bentónicos en el seguimiento de la Transgresión Flandriense

Acaso a lo largo de este trabajo se haya notado un exceso de bibliografía ajena al sondeo 39 pero que puede ayudar a correlacionar la evolución climática a través de la información palinológica del área perimediterránea, coetánea de la evolución biocenótica del Holoceno marino. El puritanismo de ciertos investigadores bien pudiera valorar más la maqueta reglamentaria de la publicación científica que el contenido interdisciplinar de la misma, subestimando la información taxonómica, paleoecológica y eustática que ofrecen los Foraminíferos bentónicos como indicadores de la fluctuación de la línea de costa y de la dinámica transgresivo-regresiva de los ecosistemas litorales en función de los grandes cambios climáticos. Basta comparar los datos de las Figs. 4, 5 y 6, basados sobre el análisis cualitativo y cuantitativo de unos 5000 individuos, distribuidos a lo largo de S39-Gesa IV, teniendo en cuenta la descrip-

ción litológica y paleoecológica de la secuencia de niveles con el correspondiente porcentaje de individuos de cada una de las familias de Foraminíferos que caracterizan los ecosistemas parállicos y litorales del Mar Balear.

Dando por buena la datación de 7385 ± 230 a. BP del nivel H, de turba con malacofauna paleoholocénica observamos lo siguiente a lo largo del sondeo 39-GESA-IV:

a) Los Rotaliidae (*Ammonia*) y Nonionidae (*Haynesina*) caracterizan la biofacies laguno-litoral de la albufera preflandriense y paleoholocénica correspondiente a los niveles I y H.

b) A medida que se asciende a través de los niveles G, F y E del sondeo aparece una paulatina suplantación de Rotaliidae y Nonionidae, típicos del medio parállico, continental-marino de la Albufera, por una biofacies cada vez más rica en especies más estenohalinas e infralitorales representadas por Miliolidae (hoy Hauerinidae), Planorbulinidae, Nubeculariidae, Elphidiidae y Cibicidae, propios de medios psámmicos y epifitos infralitorales.

c) Entre los niveles E y D se consolida la implantación de esta biocenosis microfaunística infralitoral y típica del Mediterráneo occidental, llegando al nivel D con la total desaparición de Rotaliidae (*Ammonia beccarii*) y Nonionidae (*Haynesina depressula*), grandes indicadores de ecosistemas parállicos, totalmente suplantados por foraminíferos posidonícolas, epialgales, psámmicos, etc. que viven generalmente entre la línea de costa y los 50 m de profundidad. También aparecen aquí los Soritidae (*Peneroplis*), familia típica de aguas someras, fóticas, templado-cálidas, entre la línea de costa y los niveles de posidonia y que indican unas condiciones marinas estabilizadas aquí por el Óptimo Flandriense que pudo durar unos 2000 años.

Este proceso no supone solo rotura de cordón litoral favoreciendo aportes marinos, sino ascenso de las aguas marinas que cubrieron por lo menos unos 2 m la actual Albufera.

d) La evolución biocenótica del ecosistema parállico y supralitoral hacia otros

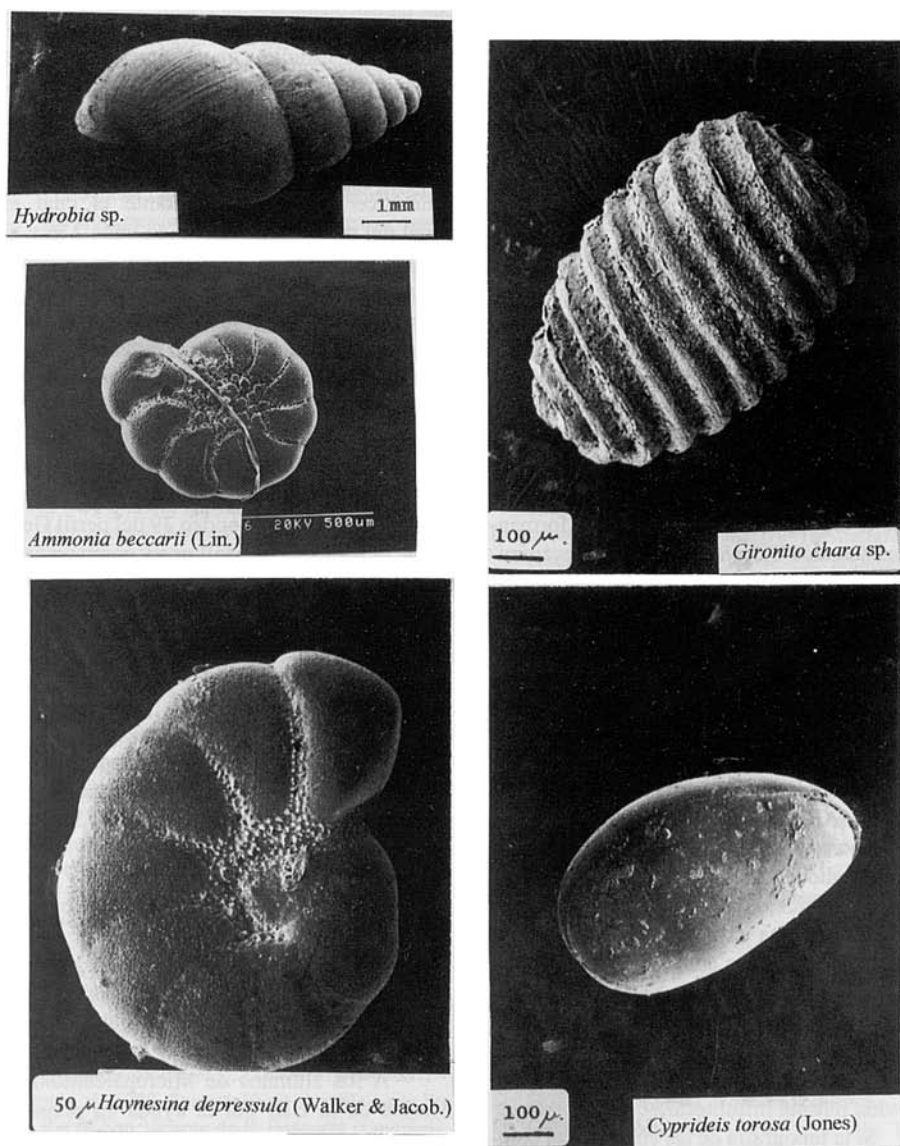


Fig. 7. Algunos de los microorganismos más representativos de ambientes parálicos, como s'Albufera de Alcudia.

Fig. 7. Some of the most representative micro-organisms of paralic environments such as s'Albufera de Alcudia.

superpuestos de características infralitorales se inicia en el nivel E del sondeo, entre el inicio y el máximo flandriense (Fig. 6) coincidiendo con el paso de una litofacies de limos orgánicos todavía ricos en Rotaliidae (*Ammonia beccari*) y sus diferentes ecofenotipos propios de medio continental-marino a unas biofacies típicamente marinas, cuya biodiversidad destaca en las 16 familias del nivel E, con una adaptación biotópica más polimorfa y todavía algo parálico-residual que a nivel D ya se ha reducido a 8 familias sobre todo propias de rizomas y arenas (Miliolidae o Haueirinidae), de rodofíceas, *Caulerpa* y *Posidonia* (Nubeculariidae), algales y epifoliales (Elphidiidae) y otras tan politópicas como los Cibicidae. Todo dentro del centenar de especies de foraminíferos del infralitoral balear que, desde el Óptimo Flandriense han ido formando las actuales biocenosis epifitas y psámmicas que son fuente biogénica de playas y complementan la lista de 660 especies bentónicas actuales del mar Balear.

Discusión y conclusiones

El análisis micropaleontológico del sondeo 39 Gesa IV ha puesto de manifiesto la importancia de los foraminíferos bentónicos en el estudio e interpretación de la climatología holocénica, reflejada no sólo en la evolución biocenótica y sucesión ecológica de los ecosistemas parálicos como el de la Albufera de Alcudia, sino en el avance del nivel marino sobre Mallorca, con episodios de "highstands" que permitieron sobre la antigua formación lacustre la instauración temporal de una vida marina infralitoral.

Si la topografía de las cubetas y el comportamiento tectónico condicionan el origen y evolución de los humedales perimediterráneos, es la evolución biocenótica de su microfauna archivada en los sedimentos que colmatan dichas cubetas subsidentes, la que nos permite determinar el grado de incidencia de los cambios climáticos sobre la fluctuación del nivel marino. Dicho eustatismo de características glaciares y regresivas alterna durante el

Cuaternario con pulsaciones cálidas, interglaciares y transgresivas. La secuencia flandriense de este estudio con la superposición de depósitos lagunares, orgánico-limoso-turbosos y marino-biógeno-arenosos, a través de su contenido micropaleontológico y malacológico nos ha permitido establecer el "Óptimo Climático Holocénico" durante el cual el nivel del mar habría ascendido unos 2 m y el medio parálico de la Albufera de Alcudia habría alcanzado las características marinas infralitorales, cuya biodiversidad todavía sigue manteniéndose en el nivel fótico del actual Mar Balear. Sin olvidar que la historia del paisaje perimediterráneo y balear y su antropología y arqueología neolíticas no pueden desvincularse de la Transgresión Flandriense, analizada aquí mediante los foraminíferos bentónicos del sondeo 39 del perfil Gesa IV de la Albufera de Mallorca y como un caso más de la aplicación de la Micropaleontología a la climatología cuaternaria.

Agradecimientos

Al Instituto Español de Oceanografía - Centro de Baleares por el apoyo técnico prestado y a la Srta. M^a Cruz Iglesias por la transcripción de este trabajo.

A Dr. Ing. Feliciano Fuster y a D. Andrés Muntaner por las muestras de los sondeos de Gesa.

A los Dres. R. Nydal y S. Gulliksen del *Radiological Dating Laboratory of Norwegian Institut of Technology* por la datación de ¹⁴C.

A los alumnos de Micropaleontología Marina de la UIB por la ayuda en preparar materiales e informatizar bibliografía.

Bibliografía

- Abril, A.M. 1993. *Los foraminíferos del litoral balear y su actividad biológica en el ecosistema posidonícola*. Tesis doctoral. Universitat de les Illes Balears (inédita) (Dir. G. Mateu).

- Andrews, J.T., Kirby, M.E., Aksu, A., Barber, D.C. y Meese, D. 1998. Late quaternary detrital carbonate (DC) Layers in Baffin bay marine sediments (67° - 74° N): correlation with Heinrich events in the north Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, 17: 1125-1137.
- Bass, J.H., Meinert, J., Abrantes, F. y Prins, M.A. 1997. Late Quaternary sedimentation on the Portuguese continental margin: climatic-related processes and products. *Paleoceanography*, 130: 1-23.
- Berger, W.H. y Wefer, G. 1996. Expeditions into the Past: Paleoceanographic studies in the south Atlantic. In: Wefer G., Berger W.H., Siedler y G. Welb D.J. (eds) *The south Atlantic: Present and Past circulation*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 363-410.
- Bodergat, A.M. 1985. In: Oertli H.M. (edit). *Atlas des Ostracodes de France*. Paléozoïque Actuel: 396 pp.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., Mcmanus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, Ch., Tedesco, K., Klas, M., Bonini, G. y Ivy, S. 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the north Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 360: 245-249.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Peléjero C., Canals, M., Sierro, F., Flores, J.A. y Shackleton, N. 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich events imprints Alboran Sea paleotemperature. *Paleoceanography*, 14, (6): 171-191.
- Carrion, J.S. y Dupré, M. 1996. Late Quaternary vegetational history at Navarrés, Eastern, Spain. A two core approach. *New Phytol.*, 134: 171-191.
- Cearreta, A. 1988a. Distribution and ecology of benthic foraminifera in the Santoña estuary, Spain. *Revista Española de Micropaleontología*, 3: 23-38.
- Cearreta, A. 1988b. Population dynamics of benthic foraminifera in the Santoña estuary, Spain. *Revue de Paléobiologie*, 2: 721-724.
- Cearreta, A. 1989. Foraminiferal assemblages in the Ria of San Vicente de la Barquera (Cantabria, Spain). *Revista Española de Micropaleontología*, 21(1): 67-80.
- Cearreta, A. 1992. Ecostratigrafía (foraminíferos bentónicos) del relleno estuarino holoceno en el litoral vasco (Golfo de Bizkaia). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 98, 2: 243-266.
- Cita, M.B., Ryan, W.B.F. y Kidd, R.B. 1978. Sedimentation rates in Neogene deep sea sediments from the Mediterranean and geodynamic implications of their changes. In: Worstell P.J. and Kidd R.B. (eds). *Init. Rep. DSDP XLII*, pp. 991-1002.
- Colom, G. 1935. Notes sobre foraminíferos. *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 35: 1-12.
- Colom, G. 1979. Estudio ecológico y sistemático de una asociación de organismos pertenecientes a un yacimiento del Pleistoceno superior en la Albufera de Alcudia (Mallorca). *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, 23: 25-33.
- Colom, G. 1985. Estratigrafía y paleontología del Andaluciense y del Plioceno de Mallorca (Baleares). *Bol. Geol. Min.*, 96(3): 235-302.
- Custodio, E., Barón, A., Rodríguez Morillo, H., Poncela, R. y Bayo, A. 1993. Saline water in s'Albufera Natural Park aquifer system, Mallorca Island (Spain): a preliminary study. Act. 12 Reunion de la CIHS: Saltwater Intrusion CIMME Barcelona. cf. pp. 661-686.
- Debenay, J.-P. 2000. Foraminifers of paralic tropical environments. *Micropaleontology*, 46 (1): 153-160.
- Demarest, J.M. y Kraft, J.C. 1987. Stratigraphic record of quaternary sea levels: implications for more ancient strata. In: Nummedal D., Pilkey D.H. y Howard J.D. (eds). *Sea-levels fluctuation and coastal evolution*. Tulsa, soc. Econ. Paleontol. and mineralog.: 223-240.
- De Rijk, S., Hayes, A. y Rohling, E.J. 1999. Eastern Mediterranean sapropel S1 interruption: an expression of the onset of climatic deterioration around 8 ky BP. *Marine Geology*, 153: 337-343.
- Dupré, M. 1995. Cambios paleoambientales en el territorio valenciano. La palinología. *El Cuaternario del País Valenciano*: 205-216.
- Emiliani, C. 1955. Pleistocene temperatures. *Jour. Geol.*, 63: 538-578.
- Eriksson, K.G. 1965. The sediment core, N 120 from the Western Mediterranean Sea. Reports of the Swed. *Deep Sea Exp.*, 8(7): 406-419.
- Fairbridge, R.W. 1972. Quaternary Sedimentation in the Mediterranean Region controlled by Tectonic, Paleoclimates and the Sea Level. Stanley D.J. et al. (eds) *The Mediterranean Sea*. Columbia University, New York city, New York.
- Flores, J.A., Sierro, F.J., Francès, G., Vázquez, A. y Zamarreño, I. 1997. The last 100.000 years in the Western Mediterranean: sea surface and the frontal dynamics as revealed by coccolithophores. *Marine Micropaleontology*, 29: 351-366.
- Fornós, J.J. 1995. Enquadrament geològic, evolució estructural i sedimentologia de S'Albufera de Mallorca. S'Albufera de Mallorca. *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 4: 47-58.

- Gliozze, E. y Mazzini, I. 1998. Palaeoenvironmental analysis of early Pleistocene brackish marshes in the Rieti and Tiberino intrapenninic basins (Latium and Umbria, Italy) using Ostracods (Crustacea). *Palaeoceanography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 140: 245-250.
- Goy, J.L., Zazo, C. y Cuerda, J. 1997. Evolución de las áreas margino-litorales de la costa de Mallorca (I. Balears) durante el último y presente interglacial: del mar holoceno y clima. *Boletín geológico y minero*, 108: 31-38.
- Grousset, F.E., Labeyrie, L., Sinko, J.A., Cremer, M., Bond, G., Duprat, J., Cortijo, E. y Huon, S. 1993. Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North Atlantic (40-55 N). *Paleoceanography*, 8 (2): 175-192.
- Gudmundsson, G., 1994. Phylogeny, Ontogeny and Systematics of Recent Soritacea Ehrenberg 1839 (Foraminifera). *Micropal.*, 40(2): 101-155.
- Guillaume, M.C., Peypouquet, J.-P. y Tetard, J. 1985. Quaternary et Actuel. In: Oertli H.M. (edit). *Atlas des Ostracodes de France*. Paléozoïque Actuel: 396 pp.
- Hajjaji, M., Bodergat, A.-M., Moissette, P., Prieur, A. y Rio, M. 1998. Ecological significance of ostracode assemblages in the Kritika section (upper pliocene, Rhodes, Greece). *Revue de Micropaléontologie*, 41, (3): 211-233.
- Hallock, P. y Peebles, M.W. 1993. Foraminifera with chlorophyte endosymbionts: habitat of six species in the Florida keys. *Marine Micropaleontology*, 20: 277-292.
- Hayward, B.W. y Hollis, Ch.J. 1994. Brackish Foraminifera in New Zealand: A taxonomic and ecologic review. *Micropaleontology*, 40(3): 185-222.
- Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Rey, J. y Pomar, L. 1994. Late Pleistocene-Holocene sediments on the Spanish continental shelves: model for very high resolution sequence stratigraphy. *Marine Geology*, 120: 129-174.
- Holzmann, M., Piler, W.E., Zaninetti, L., Fenner, R., Martini, R., Serandrei-Barbero y Pawlowsky, J. 1998. Molecular versus morphologic variability in *Ammonia* spp (foraminifera, protozoa) from the lagoon of Venice, Italy. *Revue de Micropaléontologie*, 41 (1): 59-69.
- Kristensen P., Knudsen K.L. y Sejrup J.P., 1998. A middle Pleistocene glacial-interglacial succession in the inner silver pit, southern North Sea: foraminiferal stratigraphy and amino-acid geochronology. *Quaternary Science Reviews*, 17: 901-911.
- Langer M.R., 1993. Epiphytic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 20: 235-265.
- Lee, J.J., Mcenery, M.E. y Kahn, E.G. 1979. Symbiosis and the evolution of larger foraminifera. *Micropaleontology*, 25, (2): 118-140.
- Lézine, A.M. y Denéfle, M. 1979. Enhanced anticlinal circulation in the eastern North Atlantic inferred from deep-sea pollen records". *Geology*, 25 (2): 119-122.
- Mateu, G. 1970. Estudio sistemático y bioecológico de los foraminíferos vivientes de Cataluña y Baleares. *Trab. Inst. Esp. Oceanogr.*, 38: 1-84.
- Mateu, G. 1982. El Neógeno-Pleistoceno de Mallorca: biocronoestratigrafía y paleoceanografía en base a los foraminíferos planctónicos. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 26: 75-133.
- Mateu, G. 1991. *Micropaleontología sedimentaria del Caribe*. Comissió de les Illes Balears per a la Commemoració del V Centenari del descobriment d'Amèrica: 1-125.
- Mateu, G. 1998. Clima y micropaleontología: termómetros biológicos y archivos sedimentarios. *Territoris* 1: 223-238.
- Mateu, G. y Gazá, M. 1986. Micropaleontología circalitoral y coralígena. Foraminíferos y coccolitofóridos asociados al *Corallium rubrum* (L.): sistemática, ecología y evolución paleoceanográfica. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, 3 (4): 13-52.
- Moreiro, M. 1993. *Foraminíferos bentónicos y los ambientes deposicionales de la plataforma balear*. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona (inèdita) (Dir. G. Mateu).
- Murray, J.W. 1973. *Distribution and ecology of living benthic foraminiferids*. Heinemann Edd. - Books. London. 273 pp.
- Myers, P.G., Haines, K. y Rohling, E.J. 1998. Modeling the paleocirculation of Mediterranean during the last glacial maximum and the Holocene with emphasis on the formation of sapropel S1. *Paleoceanography*, 13 (6): 586-606.
- Nicol-Pichard, S. y Dubar, M. 1996. Analyse pollinique d'un sondage de 66 m de profondeur du tardiglaciaire et de l'Holocène dans la vallée de la Brague (Biot, Alpes-Maritime, France). *Mésogée*, 55: 59-64.
- Oertli, H.J. (edit.) 1985. *Atlas des Ostracodes de France (Paléozoïque - Actuel)*. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. ELF-Aquitaine Mem. 9, Pau. 391 pp.

- Pawlowsky, J., Bolivar, I., Fahrni, J. y Zaninetti, L. 1994. Taxonomic identification of foraminifera using ribosomal DNA sequences. *Micropaleontology*, 40 (4): 373-377.
- Peeters, F., Ivanova, E., Conan, S., Brummer, G.-J., Ganssen, G., Troelstra, S. y Van Hinte, J. 1999. A size analysis of planktic foraminifera from Arabian Sea. *Marine Micropaleontology*, 36: 31-63.
- Pirazzoli, P.A. 1991. *World atlas of Holocene sea-level changes*. Elsevier oceanography series, 58: 1-300.
- Poag, C.W. 1978. Paired foraminiferal ecophenotypes in gulf coast estuaries: ecological and paleoecological implications. *Transactions gulf coast Geol. Soc.*, 28: 395-421.
- Reiss, Z. y Hottinger, L. 1984. The gulf of Aqaba. Ecological micropaleontology In: Billings W.D. et al. (eds). *Ecological studies*, 50: 1-353.
- Rey, J., Fernández Salas, L.M. y Blázquez, A.M. 1999. Identificación de las unidades morfoesedimentarias cuaternarias en la plataforma interna del litoral del País Valenciano: El rol de los factores morfoestructurales y eustáticos. *Georq. i Quaternari litoral*. Mem. Pilar Fumanal: 403-418.
- Rosignol-Strick, M. 1999. The holocene climatic optimum and pollen records of sapropel 1 in the eastern Mediterranean, 9000-6000 BP. *Quaternary Science Reviews*, 18: 515-530.
- Stanley, D.J. 1978. Ionian sea sapropel distribution and late Quaternary palaeoceanography in the eastern Mediterranean. *Nature*, 274: 149-151.
- Seibold, E. y Berger, W.H. 1993. *The Sea Floor. An introduction to marine geology*. Ed. Springer-Verlag. 2ª edic.: 1-339.
- Sen Gupta, K. y Machain-Castillo, M.L. 1993. Benthic foraminifera in oxygen-poor habitat. *Marine Micropaleontology*, 20: 183-201.
- Shackleton, N.J. y Opdyke, N.D. 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures. *Quat. Research*, 3: 39-55.
- Tufescu, M. 1974. The dual origin of the black Sea foraminifera. *Int. Revue ges. Hydrobiol.*, 59, (3): 353-365.
- Usera, J. y Mateu, G. 1995. Foraminíferos cuaternarios del País Valenciano. El Cuaternario del País Valenciano: 245-250. Universitat de València.
- Vinals, M.J. y Mateu, G. 1999. Reconstrucció ambiental de la seqüència holocena en s'Albufera d'Alcúdia (Mallorca, Espanya). *Geoarqueologia i quaternari litoral*. Memorial a M.P. Fumanal: 447-456. Universitat de València.
- Williams, H.F.L. 1994. Intertidal benthic foraminiferal biofacies on the Central Gulf coast of Texas: modern distribution and application to sea level reconstruction. *Micropaleontology*, 40, (2): 169-183.
- Zazo, C., Goy, J.L., Lario, J. y Silva, P.G. 1996. Litoral zone and rapid climatic changes during the last 20.000 years. The iberian study case. *Z. Geomorph. N.F.*, 102: 119-134.
- Zazo, C. y Goy, J.L. 2000. Cambios eustáticos y climáticos durante el cuaternario. Una síntesis sobre su registro en los litorales del sur y sureste peninsular, islas Canarias y Baleares. In: De Andrés J.R., García F.J. (eds) - *Geomorfología Litoral. Procesos activos*: 187-206. Soc. Española Geomorfología, Monografía 7.